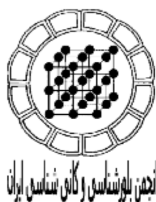


مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و چهارم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۵، از صفحهٔ ۴۷۹ تا ۴۹۲

بررسی کانی‌شناختی و ژئوشیمی گدازه‌های غرب همبافت هزار (راین - استان کرمان)

زهرا خواجه جواران*، **عباس مرادیان**

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شهید باهنر کرمان

(دریافت مقاله: ۹۴/۶/۷، نسخه نهایی: ۹۴/۱۰/۱۰)

چکیده: همبافت هزار جزئی از کمربند عمیق آتشفشانی دهج - ساردوئیه در جنوب غرب راین (استان کرمان) است. بررسی گدازه‌ها نشان می‌دهد که گدازه‌ها از نوع بازالت، بازالتیک تراکی آندزیت، تراکی آندزیت و تراکی بازالت هستند. براساس بررسی‌های سنگ نگاری، این سنگ‌ها دارای کانی‌های پلاژیوکلاز (الیگوکلاز- آندزین)، پیروکسن (اوژیت- دیوپسید) و الیوین با دگرسانی زیاد هستند. پلاژیوکلازها اغلب دارای بافت‌های غیرتعادلی‌اند که نشان‌گر شکل‌گیری این شرایط در نتیجه کاهش فشار ماگماست. علت تشکیل درشت بلورهای پلاژیوکلاز، هسته بندی کم و رشد زیاد بلورها در ماگما، تحت تأثیر ترکیب شیمیایی ماگما و احتمالاً تبلور در فشار کم بوده است. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که گدازه ها وابسته به سری ماگمایی آهکی- قلیایی، در ارتباط با قوس آتشفشانی و به احتمال زیاد ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها از ذوب بخشی گوه‌ی گوشته‌ی غنی شده در بالای منطقه‌ی فرورانش در گستره پایداری گارنت هستند.

واژه‌های کلیدی: همبافت هزار؛ *آتشفشان‌های ائوسن؛ پلاژیوکلاز؛ پیروکسن؛ آهکی قلیایی.*

مقدمه

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ایران مرکزی کمربند ماگمایی ارومیه– دختر، به فرورانش پوسته‌ی اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در زمان ائوسن، وابسته‌اند. [1] با استفاده از داده-های ژئوشیمیایی نشان داد که اغلب سنگ‌های کمربند آتشفشانی ارومیه- دختر درسری قلیایی و آهکی- قلیایی قرار می‌گیرند و به فرورانش وابسته‌اند. آن‌ها ماگماتیسم ناحیه‌ی بین کرمان و یزد را نیز مورد بررسی قرار دادند و آتشفشان‌های حاصل را از جدایش ماگمای بازالت الیوین‌دار، ناشی از ذوب بخشی می‌دانند. همبافت هزار به آتشفشان‌های ائوسن وابسته است که شامل واحدهای گدازه‌ای با ترکیب آندزیت تا بازالت و واحدهای آذرآواری می‌شود. در این پژوهش با بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و شیمی سنگ کل، تا حدودی خاستگاه ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها و شکل گیری بعدی در آن‌ها بررسی شوند.

روش بررسی

در این پژوهش نمونه‌برداری به‌صورت تصادفی انجام شد. از مجموع ۴۰۰ نمونه‌ی سنگی جمع‌آوری شده، تعداد۱۰۰ نمونه-ی سنگی را که دارای کمترین دگرسانی بودند، انتخاب و از آن-ها مقطع نازک تهیه شد. پس از بررسی سنگ‌نگاری، ۱۵ نمونه به‌منظور تجزیه‌ی سنگ کل به‌روش ICP-AES برای اندازه گیری عناصر اصلی و فرعی، ICP-MS برای اندازه‌گیری عناصر جزئی و خاکی نادر و OA-GRA برای اندازه‌گیری LOI به شرکت ALS Chemex کانادا ارسال شد.

برای هر نمونه ۱۳ اکسید اصلی و ۳۸ عنصر فرعی و کمیاب اندازه‌گیری شد. ضمن ارسال نمونه‌ها به‌صورت چیپس و بنابر گزارش آزمایشگاه به‌صورت پودری آزمایش انجام شده است.

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۳۴۳۳۲۲۰۰۴۱، پست الکترونیکی: Khajehjavaran.z@gmail.com

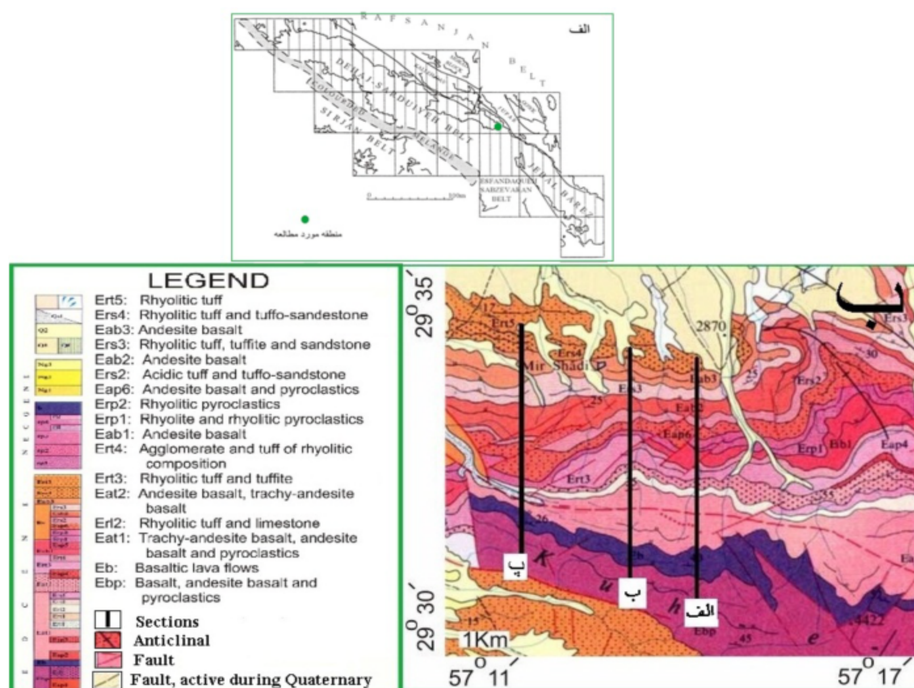
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-04-18]

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه

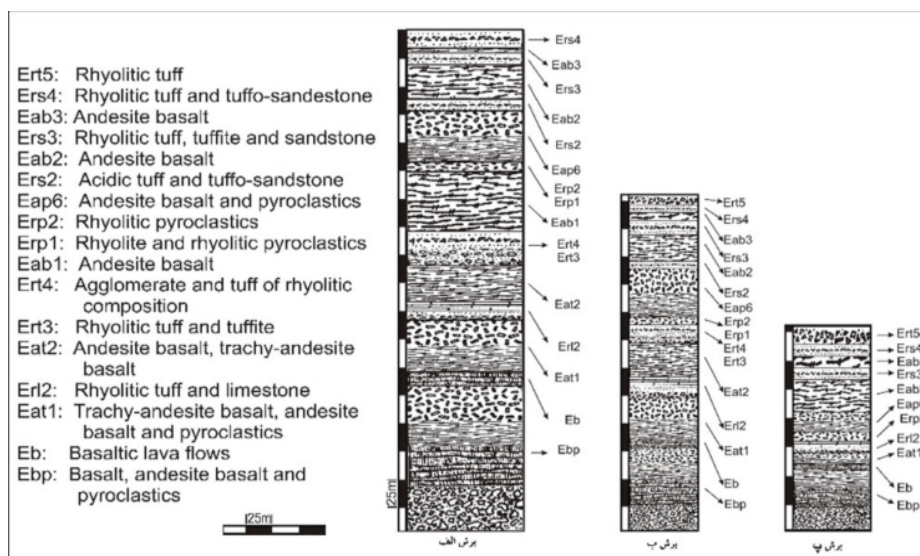
بخش مرکزی راین در ۱۱۶ کیلومتری جنوب کرمان قرار گرفته و بلندترین ارتفاع این منطقه ۴۴۶۵ متر [۲] از سطح دریاست. وسعت منطقه‌ی کوه هزار ۹۰۰ کیلومتر مربع و بر اثر آتشفشان‌های ائوسن شکل گرفته و در الیگوسن پایانی چین-خوردگی پیدا کرده است[۳].

ویژگی‌های صحرایی

منطقه‌ی مورد بررسی بخشی از همبافت هزار است که به صورت تناوبی از گدازه، آذرآواری و رسوبی است. در شکل ۱ موقعیت و نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه روی نوار دهج-ساردوئیه و سه برش زده شده از آن آورده شده است که با رسم تصاویر نموداری از آن‌ها در شکل ۲ جزئیات تناوب لایه‌بندی به‌طور دقیق نشان داده شده است.



شکل ۱ الف) موقعیت منطقه‌ی روی نوار دهج- ساردوئیه [۲] ب) نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه روی نوار دهج- ساردوئیه[۲].



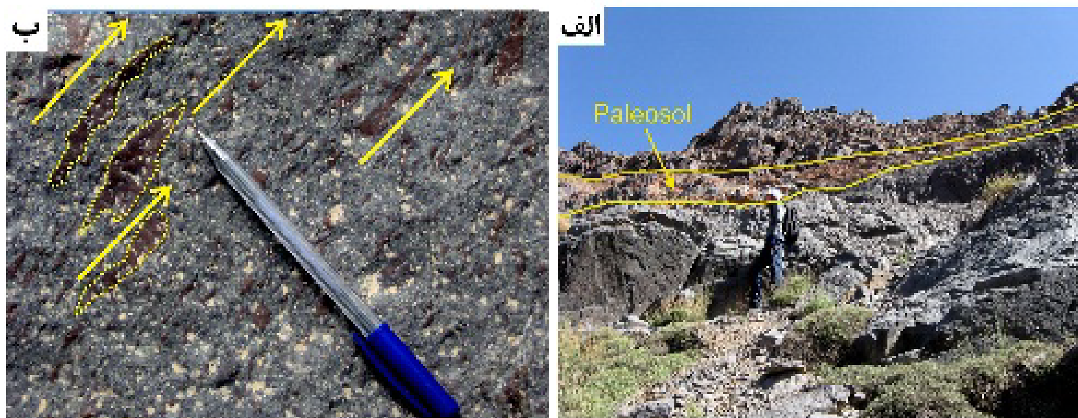
شکل۲ سنگ‌شناسی برش‌های الف با ضخامت ۴۴۵متر، ب با ضخامت ۳۰۵ متر و پ با ضخامت ۱۸۰ متر از منطقه‌ی مورد بررسی.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-04-18]

در بعضی مناطق در حدفاصل نهشته‌ها، خاک‌های قدیمی سرخ‌رنگ (پالئوسل) را می‌توان دید (شکل ۳ الف). با توجه به اینکه بیشتر تشکیلات منطقه را پیروکلاستیک ها تشکیل می-دهند، بنابراین به بررسی مختصری در مورد آن ها می پردازیم. در بررسی صحرایی منطقه، بیشتر به جنبه‌های فیزیکی، ترکیب و درصد نسبی انواع قطعات آذرآواری توجه شده است. به‌طور کلی نهشته‌های پیروکلاستیک منطقه را می‌توان به دو گروه نهشته‌های پیروکلاستیک ریزشی و جریانی رده‌بندی کرد. نهشته‌های پیروکلاستی ریزشی به رنگ سبز، قرمز و یا خاکستری است، نهشته‌های خاکستری، نیمه‌جوش‌خورده و نهشته‌های سبز و سرخ کاملاً جوش‌خورده هستند. نهشته‌های پیروکلاستیک جریانی، منظره‌ی توده‌مانند، جورشدگی خیلی ضعیف، جوش‌خوردگی و گردشدگی ضعیف دارند. پیروکلاست-های جریانی شامل، نهشته‌های پیروکلاستی موجی یا خیزآبی هستند که درمقایسه با جریان‌های دیگر پیروکلاستیکی از چگالی کمتری برخوردارند. از ویژگی‌های موجود در آن‌ها ساختار لایه‌بندی مسطح ولی کمی موج‌دار، لایه‌بندی متقاطع و تدریجی، موجی بودن، گردشدگی و لایه‌های توده‌ای است و نهشته‌های جریانی دیگر پیروکلاستی پومیسی یا ایگنمبریت ها هستند که حاوی قطعات سنگی، بلور، خاکستر و پومیس اند. پومیس‌ها کشیده و گاهی جهت یافته‌اند (شکل۳ب). بر اساس رده بندی ژنتیکی نهشته‌های آذرآواری[۴]، پیروکلاستیک‌های ریزشی منطقه جزء برش‌های پیروکلاستی و پیروکلاستیک‌های جریانی جزء آگلومراها (قلوه های گرد) محسوب می‌شوند.

سنگ نگاری گدازه های منطقه مورد بررسی

از مهم‌ترین نشانه‌های گدازه‌های این منطقه ستون‌های منشوری که ارتفاع آن‌ها گاه تا ۱٫۵ متر می‌رسد، و درشتی پلاژیوکلازهای منطقه حتی تا ۳ سانتی‌متر در تراکی آندزیت‌ها (شکل۴) است. تبلور درشت بلورهای موجود در ماگماها می-تواند هم حین توقف ماگما در اتاقک‌های ماگمایی و هم حین صعود ماگما در مجرای صعودی صورت گیرد [۵].



شکل ۳ الف) پالئوسل، دید به سمت شمال و به طرف قله ب) فیام‌ها به همراه پومیس‌های تقریباً گرد شده.

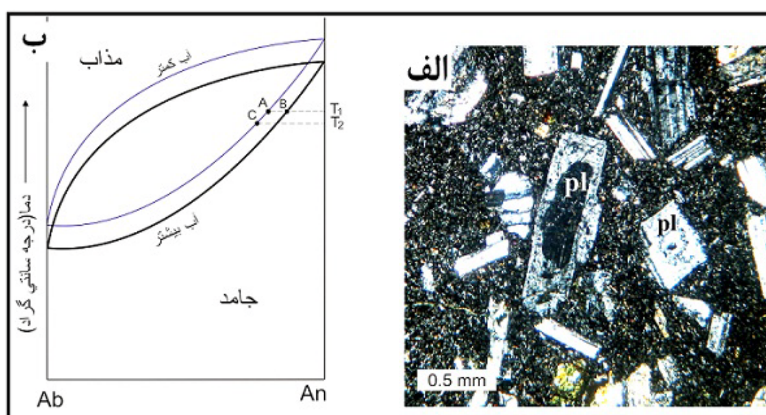


شکل ۴ بلورهای درشت پلاژیوکلاز حتی تا سه سانتی‌متر در تراکی آندزیت‌ها.

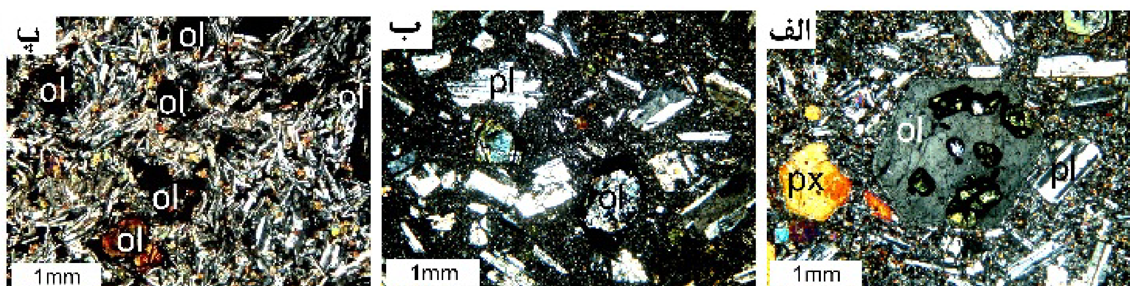
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-04-18]

در این صورت هم اندازه و هم شکل دانه‌ها نیز تحت تأثیر عوامل مؤثر بر تبلور از تنوع بالایی برخوردار است [۵]. درشت-شدگی نیز بستگی به میزان هسته بندی دارد، هر چه تعداد هسته‌ها کم باشد بلورها درشت‌تر می‌شوند. تشکیل درشت بلورهای پلاژیوکلاز متأثر از ترکیب شیمیایی ماگما و احتمالاً تبلور در فشار کم است [۶]. در منطقه‌ی مورد بررسی چهار نوع گدازه‌ی بازالتی، بازالتیک تراکی آندزیت، تراکی بازالت و تراکی-آندزیت به صورت زیر شناسایی شده‌اند.

- کانی‌شناسی بازالت‌ها: کانی‌های اصلی پلاژیوکلازها، پیروکسن و گاهی الیوین‌های دگرسان شده هستند. کانی پلاژیوکلاز به-صورت میکرولیت و فنوکریست بوده و بافت‌های اینترسرتال و میان دانه‌ای را تشکیل می دهند و حدود ۶۰ درصد از حجم سنگ را در بر گرفته‌اند. اندازه‌ی آن‌ها ۵/۸ - ۰/۳ میلی‌متر و با توجه به زاویه‌ی خاموشی (۳۲-۲۰ درجه) در حد آندزین تا لابرادوریت هستند. تشکیل منطقه‌بندی نوسانی و بافت‌های غربالی در بلورها با توجه به کانی‌های آبدار به احتمال زیاد به تغییرات فشار H_2O وابسته است. هنگام رشد بلورها غلظت H_2O در محیط اطراف بلور افزایش یافته و درنتیجه منحنی-های انجماد و آبگونی سیر نزولی نشان می‌دهند (شکل ۵). همچنین تغییرات متناوب در میزان مواد فرار موجود در کنار بلورها موجب تراکم مداوم جریان‌های همرفتی شده و در نتیجه موجب نوسان در پلاژیوکلازها می‌شود [۷]. کانی‌های پیروکسن به‌صورت فنوکریست و ریز بلور هستند. متوسط اندازه‌ی آن‌ها ۰/۰۵ تا ۵/۳ میلی‌متر است، حدود۳۰- ۱۵ درصد حجمی سنگ‌ها را اشغال کرده‌اند و دارای ردهای ساده، دوتایی و ساعت شنی هستند. بر اساس زاویه خاموشی (۴۵-۴۰درجه) و رنگ تداخلی (سری دوم)، کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت - دیوپسید هستند. کانی‌های الیوین به‌صورت فنوکریست‌اند و در اثر دگرسانی شدید به شکل‌های دروغین بولنژیت، ایدنگزیت، سرپانتین، کلریت و کدر تبدیل شده‌اند (شکل ۶). این کانی ۸-۰ درصد حجمی سنگ را در بر گرفته است. بازالت‌ها دارای بافت‌های گلومروپورفیری، تراکیت جریانی، پورفیری، پوئی کلیتیک، میان سیاره‌ای، میان‌دانه‌ای و بادامکی هستند (شکل ۷).

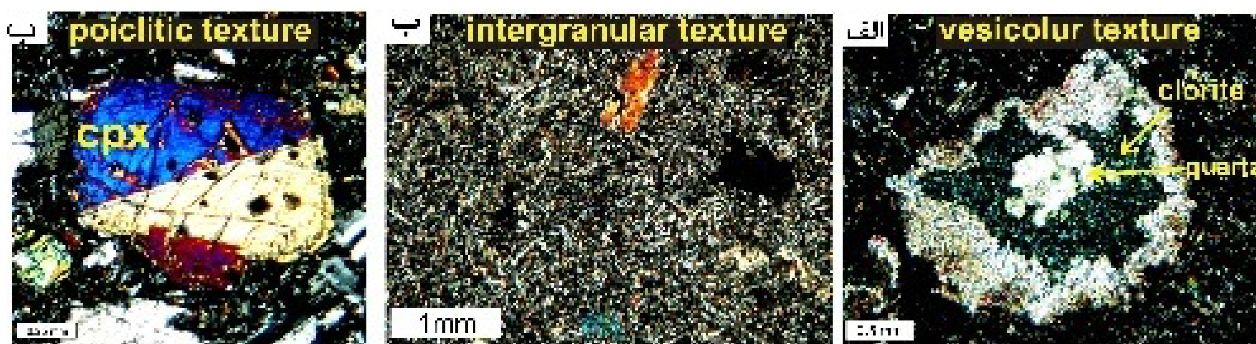


شکل۵ الف) منطقه‌بندی نوسانی و بافت غربالی در بلورهای پلاژیوکلاز(pl) ($XPL;F.W.\ 1.75\times2.5mm^2$) ب) تأثیر تبلور غیرتعادلی در ایجاد منطقه‌بندی نوسانی.



شکل۶ دگرسانی در الیوین‌ها (الیوین: ol، پیروکسن:px، پلاژیوکلاز: pl) الف) اپیدوت و کلریت ب) سرپانتین و اپاک پ) ایدنگزیت ($XPL;F.W.\ 1.75\times2.5mm^2$).

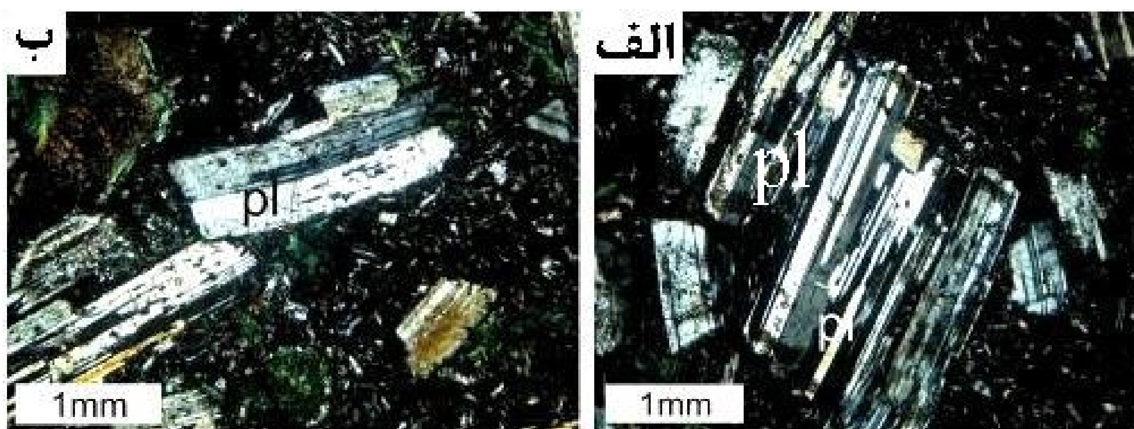
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-04-18]



شکل ۷ الف) بافت بادامکی ب) بافت میان دانه‌ای پ) بافت پوئی‌کلیتیک (کلینوپیروکسن: cpx) ($XPL;F.W. 1.75\times2.5mm^2$).

- کانی‌شناسی بازالتیک تراکی آندزیت: کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین‌های دگرسان شده هستند. کانی پلاژیوکلاز به‌صورت ریزبلور و فنوکریست بوده که اندازه‌ی ریزبلورها ۰/۸-۰/۰۲ میلی‌متر و فنوکریست‌ها ۶/۵ - ۱میلی‌متر است. بر اساس زاویه‌ی خاموشی فنوکریست‌ها (۲۷-۱۰درجه)، پلاژیوکلاز از نوع الیگوکلاز - آندزین هستند و دارای دگرسانی سوسوریتی ماکل مکرر یا ماکل مکرر - کارلسباد هستند. از جمله بافت‌های غیر تعادلی در اکثر فنوکریست‌ها بافت غربالی یا انحلالی است. کانی پیروکسن به‌صورت درشت بلور (۳/۵-۰/۲ میلی‌متر) و پرکننده فضای بین کانی‌های زمینه دیده می‌شود. با توجه به زاویه‌ی خاموشی درشت بلورها (۴۵-۳۸ درجه) و رنگ تداخلی نارنجی تا ارغوانی سری دوم، کلینوپیروکسن ها از نوع اوژیت - دیوپسید هستند. این سنگ‌ها دارای بافت‌های پورفیری، جریانی، ریزدانه‌های بی‌نظم، دانه‌های منشوری درهم و گلومروپورفیری باشند.

- کانی‌شناسی تراکی بازالت: کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، فلدسپات‌های پتاسیم‌دار، پیروکسن و گاهی الیوین‌های دگرسان شده هستند. پلاژیوکلازها به‌صورت فنوکریست و کهنسنگ دیده می‌شوند. اندازه‌ی آن‌ها ۳- ۰/۰۱ سانتی‌متر است. بر اساس زاویه‌ی خاموشی (۴۰-۳۲درجه)، از نوع لابرادوریت هستند. که به‌صورت ردهای مکرر و کارلسباد (شکل ۸ الف) و گاهی دارای خمیدگی هستند (شکل ۸ ب). دگرسانی سوسوریتی در مرکز بلور نشان‌دهنده کلسیک‌تر بودن مرکز بلور است. بلورهای درشت فلدسپات پتاسیم (سانیدین) به‌صورت درشت‌بلور در سنگ حضور دارند و اندازه‌ی آن‌ها بین ۰/۱ تا ۰/۵ میلی‌متر متغیر است. کانی‌های پیروکسن به‌صورت درشت-بلور و در زمینه وجود دارند و حدود۳۰-۲۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند. میانگین اندازه‌ی آن‌ها ۰/۷-۰/۳ میلی‌متر و دارای رد دوتایی، منطقه‌بندی و شکستگی هستند. بر اساس زاویه‌ی خاموشی،درشت‌بلورها (۴۳-۳۸درجه) و رنگ تداخلی صورتی، زرد و سبز سری دوم و کلینوپیروکسن ها از نوع اوژیت- دیوپسید هستند. این سنگ‌ها دارای بافت‌های پورفیری، جریانی، گلومروپورفیری و ساب‌افتیک هستند.



شکل ۸ الف) رد پلی‌سنتتیک در پلاژیوکلاز (pl) ب) خمیدگی در بلور پلاژیوکلاز (pl)($XPL;F.W. 1.75\times2.5mm^2$)

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-04-18]

- کانی‌شناسی تراکی آندزیت: کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم‌دار، از پیروکسن و کانی‌های تیره‌ی آبدار (آمفیبول و بیوتیت) تشکیل شده‌اند. کانی‌های پلاژیوکلاز به‌صورت فنوکریست، ریزبلور و در زمینه وجود دارند و در حدود ۷۰-۵۰ درصد حجمی سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. اندازه‌ی فنوکریست‌ها از ۰٫۵ تا ۱٫۷ میلی‌متر تغییر می‌کند و بر اساس زاویه‌ی خاموشی (۱۷- ۸ درجه)، از نوع پلاژیوکلاز الیگوکلاز- آندزین است. بیشتر فنوکریست‌ها تحت تأثیر فرآیندهای کلسیتی‌شدن و رسی شدن قرار گرفته‌اند، و دارای ردی کارلسباد و پلی‌سنتیتک، با بافت غربالی، منطقه‌بندی نوسانی، حاشیه‌های واکنشی‌اند. کانی‌های پیروکسن به‌صورت درشت‌بلور و ریزبلور وجود دارند و کمتر از ۲۰ درصد حجمی سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. اندازه‌ی درشت‌بلورها از ۰٫۱ تا ۱٫۳ میلی‌متر و با توجه به زاویه‌ی خاموشی (۴۴-۴۰ درجه) و رنگ تداخلی سری دوم، کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت- دیوپسید هستند. کانی‌های تیره آبدار به شدت تحت تأثیر فرآیند کدر شدن قرار گرفته‌اند و با توجه به شکل قالب‌ها از جنس آمفیبول و بیوتیت هستند. این سنگ‌ها دارای بافت‌های پورفیری، جریانی و گلومروپورفیری هستند.

ژئوشیمی و سنگ‌زایی

با توجه به این که بخش زیادی از گدازه‌های منطقه دارای زمینه شیشه‌ای و بسیار ریزدانه‌اند، برای بررسی دقیق‌تر خاستگاه، از ترکیب شیمیایی سنگ کل استفاده کردیم (جدول ۱).

جدول ۱ نتایج تجزیه‌ی شیمیایی سنگ کل نمونه‌های منطقه (اکسیدها بر اساس درصد وعناصر براساسppm).

	Rock name	Sy	Sample	SiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	TiO_2	MnO	P_2O_5	SrO	BaO	LOI	Total
۱	T-Andesite	●	HMR-3-2	۵۹٫۹	۱۶٫۲۵	۳٫۷۲	۳٫۲۵	۴٫۶۵	۱٫۷۴	۳٫۴۵	۳٫۲۱	۰٫۰۱	۰٫۸	۰٫۱۳	۰٫۲۵	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۲٫۱۵	۹۹٫۶
۲	Basalt	▲	HMR-6-2	۴۹٫۶	۱۸٫۲۵	۶٫۶۶	۳٫۸۴	۱۰٫۱	۴٫۱	۲٫۷۲	۱٫۴۴	۰٫۰۱	۰٫۹۹	۰٫۱۷	۰٫۲۶	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۱٫۷۶	۱۰۰
۳	Basalt	▲	HR-8-1	۴۸٫۳	۱۸٫۷۵	۵٫۹۱	۳٫۴۵	۹٫۶۹	۳٫۵۲	۴٫۲۲	۰٫۲۶	۰٫۰۱	۱٫۰۲	۰٫۱۶	۰٫۳۶	۰٫۱	۰٫۰۱	۴٫۰۴	۹۹٫۸
۴	Basalt	▲	HR-11-1	۴۹٫۱	۱۷٫۲	۷٫۲۵	۳٫۶	۹٫۲۶	۶٫۷۹	۱٫۸۴	۰٫۷۷	۰٫۰۲	۰٫۸۸	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۳٫۰۴	۱۰۰
۵	B-T-Andesite	■	HRM-5-3	۵۲٫۴	۱۸٫۵	۵٫۲۱	۳٫۷۲	۷٫۵۹	۲٫۴۱	۳٫۴۵	۲٫۵۷	۰٫۰۱	۱٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۴۴	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۲٫۰۹	۹۹٫۸
۶	B-T-Andesite	■	HRZ-3-9	۵۲٫۵	۱۶٫۹	۶٫۰۱	۳٫۹۵	۸٫۷۶	۴٫۳۷	۳٫۳	۱٫۸۸	۰٫۰۱	۱٫۱۵	۰٫۱۹	۰٫۴۱	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۸	۱۰۰٫۵
۷	Basalt	▲	HRZ-9-9	۵۱٫۹	۱۶٫۸	۶٫۱۶	۳٫۹۴	۹٫۶۷	۴٫۴۷	۳٫۲۱	۱٫۷۷	۰٫۰۱	۱٫۰۶	۰٫۱۷	۰٫۳۵	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۹۹	۱۰۰٫۵
۸	Basalt	▲	HRZ-10-2	۴۸٫۴	۱۶٫۷۵	۶٫۵۳	۳٫۴۲	۱۲٫۴	۴٫۸	۲٫۵۸	۰٫۸۳	۰٫۰۳	۰٫۹۵	۰٫۱۶	۰٫۲	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۳٫۵۳	۱۰۰٫۵
۹	T-basalt	✳	HRZ-11-2	۵۱٫۱	۱۹٫۸	۵٫۲۱	۳٫۴۳	۸٫۸۲	۲٫۸۱	۲٫۹	۲٫۵۷	۰٫۰۱	۱٫۰۸	۰٫۱۶	۰٫۳۴	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۲٫۰۴	۱۰۰٫۵
۱۰	Basalt	▲	HS-2-3	۵۰٫۲	۱۸	۷٫۱۸	۳٫۸۷	۸٫۶۸	۳٫۸۳	۳٫۱۳	۰٫۲۴	۰٫۰۱	۱٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۲۴	۰٫۰۸	۰٫۰۱	۱٫۷۶	۹۸٫۶
۱۱	Basalt	▲	HS-3-10	۵۰٫۳	۱۷٫۵۵	۸٫۳۱	۴٫۳۴	۹٫۱۷	۴٫۱۶	۲٫۸۶	۰٫۲۳	۰٫۰۱	۱٫۲۶	۰٫۲۱	۰٫۲۴	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۱٫۳۸	۱۰۰
۱۲	Basalt	▲	HS-4-4	۴۹٫۶	۱۷٫۲۵	۷٫۰۵	۳٫۶۵	۹٫۴۸	۵٫۳۶	۲٫۴۴	۰٫۶۲	۰٫۰۲	۱٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۲۷	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۱٫۴۹	۹۸٫۷
۱۳	B-T-Andesite	■	HS-5-3	۵۶٫۲	۱۸٫۷	۳٫۹۹	۳٫۰۸	۶٫۱۸	۲٫۵	۳٫۶۶	۲٫۴۹	۰٫۰۱	۰٫۸۶	۰٫۱۶	۰٫۲۵	۰٫۰۹	۰٫۰۴	۱٫۲۸	۹۹٫۵
۱۴	B-T-Andesite	■	HS-5-7	۵۵٫۱	۱۷٫۳۵	۴٫۷۳	۳٫۴۳	۷٫۷۵	۲٫۹۸	۲٫۹۸	۲٫۷۱	۰٫۰۱	۰٫۹۳	۰٫۱۵	۰٫۲۹	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۱٫۲۹	۹۹٫۸
۱۵	B-T-Andesite	■	HS-9-3	۵۴٫۴	۹٫۳	۴٫۵۳	۳٫۴۵	۶٫۷۴	۱٫۷۳	۳٫۹۴	۲٫۳۳	۰٫۰۱	۰٫۹۸	۰٫۱۵	۰٫۳۳	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۲٫۱۴	۱۰۰

ادامه جدول۱

name	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Sn	Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Tl	Pb
۱	۹۶	۲۰	۱۳	۵	۲۹	۱۰۵	۱۹٫۵	۷۹٫۲	۷۰۳	۳۱٫۱	۲۲۲	۱۱٫۲	۲	۱	۲	۵٫۳۳	۵۲۶	۲۷٫۵	۵٫۷	۰٫۸	۱	۰٫۵	۱۸
۲	۲۶۲	۴۰	۳۰٫۸	۲۰	۱۷	۱۰۶	۱۸٫۶	۳۰٫۵	۴۹۸	۲۱٫۶	۹۲	۴٫۷	۲	۱	۱	۲٫۱۷	۴۵۱	۱۵٫۴	۲٫۶	۰٫۳	۱	۰٫۵	۸
۳	۲۰۱	۶۰	۲۵٫۱	۲۶	۸۷	۱۰۸	۱۹٫۱	۱٫۷	۸۰۲	۲۶٫۸	۱۶۲	۹٫۳	۲	۱	۲	۱٫۵	۱۹۳٫۵	۲۶٫۳	۴	۰٫۶	۲	۰٫۵	۱۲
۴	۲۳۲	۱۲۰	۳۷٫۹	۵۴	۸۹	۹۶	۱۷٫۱	۱۱٫۳	۳۹۷	۱۸٫۲	۶۴	۳٫۳	۲	۱	۱	۶٫۴۸	۲۸۳	۹٫۱	۱٫۹	۰٫۲	۱	۰٫۵	۵
۵	۱۷۶	۲۰	۲۵	۸	۱۷۸	۱۱۸	۱۹٫۹	۷۱٫۸	۵۰۹	۳۵٫۳	۱۶۱	۷٫۷	۲	۱	۲	۱٫۱۷	۴۵۵	۲۵	۴٫۴	۰٫۵	۱	۰٫۵	۱۵
۶	۲۱۴	۵۰	۲۷٫۳	۲۲	۹۱	۱۱۳	۱۷٫۸	۵۴٫۹	۵۱۴	۲۶٫۳	۱۲۲	۷	۲	۱	۱	۲٫۷۶	۴۱۴	۲۰٫۲	۳٫۳	۰٫۵	۱	۰٫۵	۱۰
۷	۲۳۳	۶۰	۲۸٫۶	۲۲	۱۵۲	۱۰۱	۱۷٫۸	۵۰٫۲	۵۰۲	۲۳٫۸	۱۰۸	۶٫۲	۲	۱	۱	۱٫۶۴	۳۹۰	۱۸٫۶	۲٫۹	۰٫۴	۱	۰٫۵	۱۱
۸	۲۲۹	۱۸۰	۳۴٫۷	۶۵	۱۰۰	۹۱	۱۷٫۲	۱۸٫۵	۳۸۹	۲۰٫۴	۷۹	۳٫۹	۲	۱	۱	۰٫۸۴	۱۸۰	۱۱	۲٫۲	۰٫۳	۱	۰٫۵	۶
۹	۱۸۷	۲۰	۲۰٫۸	۱۱	۳۱	۱۰۵	۲۱٫۲	۷۲٫۴	۶۰۶	۲۹٫۶	۱۷۰	۹٫۵	۲	۱	۱	۲٫۳۶	۴۹۸	۲۴٫۹	۴٫۵	۰٫۶	۱	۰٫۵	۱۳
۱۰	۲۷۰	۲۰	۲۸٫۵	۱۱	۱۲۰	۱۲۳	۲۰٫۴	۳٫۱	۶۵۹	۲۶٫۷	۱۰۵	۶٫۱	۲	۱	۱	۰٫۶۹	۱۸۱٫۵	۲۰	۳	۰٫۴	۱	۰٫۵	۱۳
۱۱	۲۹۷	۱۰	۳۶٫۱	۹	۶۹	۱۳۹	۲۰٫۵	۱٫۹	۵۴۰	۲۷٫۱	۹۰	۴٫۴	۲	۱	۱	۰٫۹۹	۱۷۴	۱۲٫۱	۲٫۷	۰٫۳	۱	۰٫۵	۶
۱۲	۲۷۳	۱۱۰	۳۴٫۲	۴۰	۶۸	۱۱۳	۱۹٫۴	۷٫۳	۴۳۹	۲۵٫۶	۱۰۱	۴٫۷	۲	۱	۱	۲٫۲۸	۲۴۳	۱۳٫۲	۲٫۸	۰٫۳	۱	۰٫۵	۹
۱۳	۱۲۸	۲۰	۱۴٫۴	۶	۴۳۹	۹۷	۲۰٫۴	۵۹٫۱	۷۲۴	۲۹٫۶	۱۹۱	۱۰٫۵	۲	۱	۲	۳٫۷۲	۴۵۷	۲۵٫۷	۵٫۱	۰٫۷	۱	۰٫۵	۱۴
۱۴	۱۵۶	۵۰	۲۳	۲۱	۲۱	۱۰۷	۱۸٫۸	۷۳٫۱	۴۸۱	۲۹٫۳	۱۷۲	۹٫۲	۲	۱	۲	۳٫۴۷	۴۶۶	۲۴٫۲	۴٫۵	۰٫۶	۱	۰٫۵	۱۲
۱۵	۱۲۰	۱۰	۱۷	۵	۳۸	۱۰۵	۱۹٫۵	۴۶٫۲	۷۰۹	۲۹٫۵	۱۷۲	۹٫۹	۲	۱	۲	۵٫۴۷	۶۳۰	۲۷٫۶	۴٫۴	۰٫۶	۱	۰٫۵	۱۳

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-04-18]

ادامه جدول۱

name	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Th	U
۱	۵۴/۲	۶/۵۶	۲۴/۵	۵/۰۵	۱/۳۷	۵/۶۶	۰/۸۹	۵/۶	۱/۱۷	۳/۶۲	۰/۵۷	۳/۶۳	۰/۵۶	۱۳/۱	۳/۲۳
۲	۳۲	۴/۱۹	۱۷/۲	۳/۸۴	۱/۲۲	۴	۰/۶۳	۴/۰۴	۰/۸	۲/۴۲	۰/۳۵	۲/۳۶	۰/۳۴	۳/۳۲	۰/۸۶
۳	۵۳/۲	۶/۵۷	۲۸/۵	۵/۳۲	۱/۵۷	۵/۴۶	۰/۸۴	۴/۸۶	۱/۰۱	۲/۹۸	۰/۴۵	۲/۹۳	۰/۴۵	۷/۳۷	۱/۸۷
۴	۲۰/۶	۲/۹۱	۱۲/۷	۳/۰۶	۱/۰۸	۳/۳۲	۰/۵۷	۳/۵۱	۰/۷۴	۲/۱۷	۰/۳۲	۲/۰۸	۰/۳	۲/۲۱	۰/۴۶
۵	۵۳/۱	۶/۹۶	۲۷/۸	۶/۲۷	۱/۶۳	۶/۶۴	۱/۰۶	۶/۳۸	۱/۳۲	۳/۹۲	۰/۵۷	۳/۷۴	۰/۵۵	۸/۳۲	۱/۹
۶	۴۲	۵/۴۲	۲۱/۹	۴/۷۸	۱/۴۷	۵/۰۴	۰/۷۹	۴/۷۵	۰/۹۸	۲/۹۳	۰/۴۴	۲/۷۸	۰/۴۳	۵/۴۷	۱/۳۵
۷	۳۸/۱	۴/۸۴	۱۹/۹	۴/۴	۱/۴۲	۴/۶۹	۰/۷۴	۴/۵۳	۰/۸۷	۲/۶۹	۰/۳۹	۲/۷۸	۰/۳۷	۴/۵۶	۱/۱۶
۸	۲۳/۶	۳/۲۶	۱۳/۴	۳/۱۸	۱/۱	۳/۴۹	۰/۵۹	۳/۷۱	۰/۷۶	۲/۳۶	۰/۳۵	۲/۷۸	۰/۳۳	۱/۷۷	۰/۶
۹	۵۰/۳	۶/۲۴	۲۵	۵/۲۹	۱/۴۹	۵/۴۹	۰/۸۹	۵/۳	۱/۰۷	۳/۳۴	۰/۴۸	۲/۷۸	۰/۴۷	۸/۰۵	۱/۹۸
۱۰	۴۰/۹	۵/۳۲	۲۱/۲	۴/۷	۱/۴۵	۴/۹۶	۰/۸	۵/۰۲	۰/۹۸	۳/۰۴	۰/۴۴	۲/۷۸	۰/۴۳	۵/۳۱	۱/۳۲
۱۱	۲۷	۳/۷۴	۱۶/۷	۴/۲۴	۱/۳۷	۴/۶	۰/۷۹	۴/۹۶	۱/۰۲	۳/۰۷	۰/۴۵	۲/۷۸	۰/۴۳	۲/۹۳	۰/۹۲
۱۲	۲۸/۸	۳/۸۷	۱۶/۷	۴	۱/۳۱	۴/۲۳	۰/۷۲	۴/۵۵	۰/۹۴	۲/۷۹	۰/۴۱	۲/۷۸	۰/۴۱	۳/۰۲	۰/۸۱
۱۳	۵۱	۶/۲۷	۲۴/۱	۵/۱۹	۱/۳۵	۵/۴	۰/۸۶	۵/۲۴	۱/۰۶	۳/۲۸	۰/۵	۲/۷۸	۰/۵۱	۹/۳۴	۲/۳۱
۱۴	۴۹/۱	۶/۱۸	۲۴/۷	۵/۱۹	۱/۳۹	۵/۲۸	۰/۸۴	۵/۳	۱/۰۹	۳/۳۳	۰/۵۱	۲/۷۸	۰/۵	۸/۱۴	۱/۹۷
۱۵	۵۵/۷	۷/۰۲	۲۷/۴	۵/۷۲	۱/۶۴	۵/۸۶	۰/۹	۵/۵۴	۱/۱۲	۳/۴۲	۰/۵۲	۲/۷۸	۰/۵	۷/۹۳	۲/۰۲

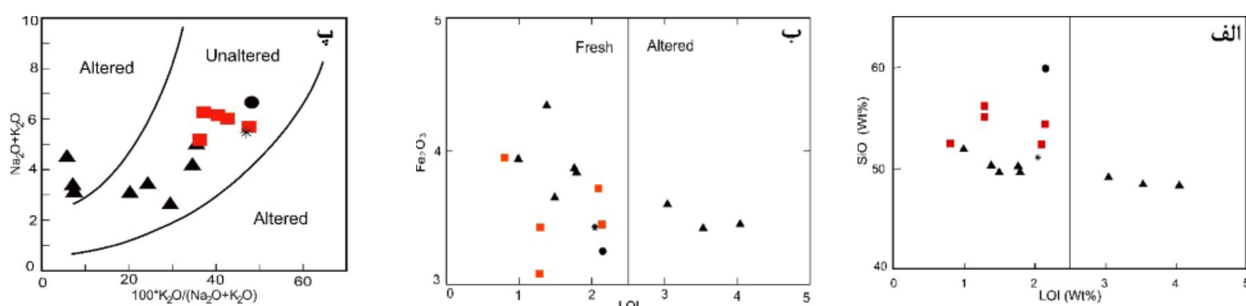
بر اساس بررسی‌های [۸] نمودار تغییرات SiO_2 در مقابل L.O.I[1][۸] (شکل ۹ الف)، نمودار تغییرات Fe_2O_3 در مقابل L.O.I (شکل ۹ ب) و نمودار Na_2O+K_2O در برابر $100Na_2O/(Na_2O+K_2O)$ [۹] (شکل ۹ پ) ترسیم شده‌اند که بر این اساس نمودارها بیشتر در بخش دگرسان‌نشده‌ها قرار می‌گیرند. به جز چند نمونه بازالت که احتمالاً به‌دلیل دگرسانی آنهاست. در نمودار $Na_2O+K_2O-SiO_2$ [۱۰] نمونه ها در گستره‌ی بازالت، بازالتیک‌تراکی‌آندزیت، تراکی‌آندزیت و تراکی-بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۱۰). مقدار ضریب انجماد نمونه ها ($I.S^2.=100MgO/MgO+FeO+Fe_2O_3+Na_2O+K_2O$) [۱۱] (جدول ۲) ،کمتر از ۳۵ است که نشان دهنده‌ی نوع جدا شده هستند. به منظور بررسی روند جدایش نمونه‌ها، رفتار ژئوشیمیایی عناصر نسبت به SiO_2 بررسی شد: MgO, CaO, Fe_2O_3, FeO, MnO, TiO_2 و عناصر Co-Ni-V روند نزولی و Na_2O, K_2O و عناصر فرعی و کمیاب دیگر مانند Rb-Zr-Th-U-La-Yb روند صعودی (شکل ۱۱)، از سمت بازالت به سمت تراکی‌آندزیت را نشان می‌دهند. از بررسی این روندها می توان استنباط کرد که به احتمال زیاد، گدازه‌ها طی جدایش[3] ازگدازه‌های بازالت الیوین‌دار ایجاد شده‌اند.

نسبت Ni:MgO به SiO_2 (شکل ۱۲ الف) و نسبت $Co:Fe_2O_3$ به SiO_2 (شکل ۱۲ ب) در اوایل جدایش ماگما در بیشترین حد خود بوده و با پیشرفت جدایش، بلوری این نسبت‌ها کم می‌شود. لذا بیشترین مقدار نیکل به‌وسیله کانی-های منیزیم‌دار با دمای، به خصوص الیوین و پیروکسن و بیشترین مقدار کبالت به‌وسیله‌ی الیوین، از ماگما خارج می‌شود [۱۲]. با پیشرفت جدایش، نسبت $Rb:K_2O$ به SiO_2 (شکل ۱۲ پ) نیز زیاد می‌شود.

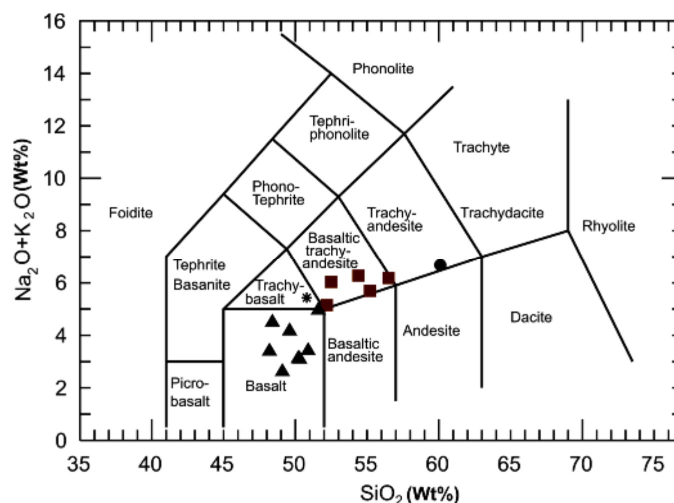
بر اساس نمودار Th/Yb, Ta/Yb [۱۳] (شکل۱۳ الف) سنگ‌ها در گستره‌ی آهکی-قلیایی قرار می‌گیرند. بر اساس نمودار AFM [۱۴]؛ سنگ‌ها در مرز سری آهکی-قلیایی و تولئی‌ایت دیده می‌شوند (شکل ۱۳ ب)، به علت غنی‌شدن بازالت‌ها از Fe_2O_{3T} بیشتر به سمت Fe_2O_3 گرایش یافته و طیف جدایش از سمت بازالت‌ها به سمت تراکی‌آندزیت به خوبی نمایان است و گرایش گدازه‌ها به سمت Na_2O+K_2O را نشان می‌دهد. بر اساس نمودار Y-Zr [۱۳] (شکل ۱۴ الف) و نمودار Hf/3-Th-Ta [۱۵] سنگ‌ها در ارتباط با قوس آتش-فشانی هستند (شکل ۱۴ ب). در نمودار Cr-Y [۱۶] (شکل ۱۵ الف)، نمونه های مورد بررسی در منطقه‌ی بازالت های قوس آتشفشانی قرار دارند که غلظت‌های پایین Cr در بازالت-های قوس آتشفشانی نسبت به انواع دیگر بازالت‌ها درتعدادی از نمودارهای متمایز کننده برای تعیین بازالت‌های قوس آتش-فشانی به کار می‌روند [۱۷]. دامنه‌ی گستره‌ی مقدار Cr در گستره‌ی بازالت های قوس آتشفشانی به صورت مؤثری از جدایش بلوری ناشی می‌شود و نشان می‌دهد که Cr شاخص جدایشی مناسبی در این سنگ‌هاست.

1- Loss on ignition
2- Solidification index
3 - Differentation

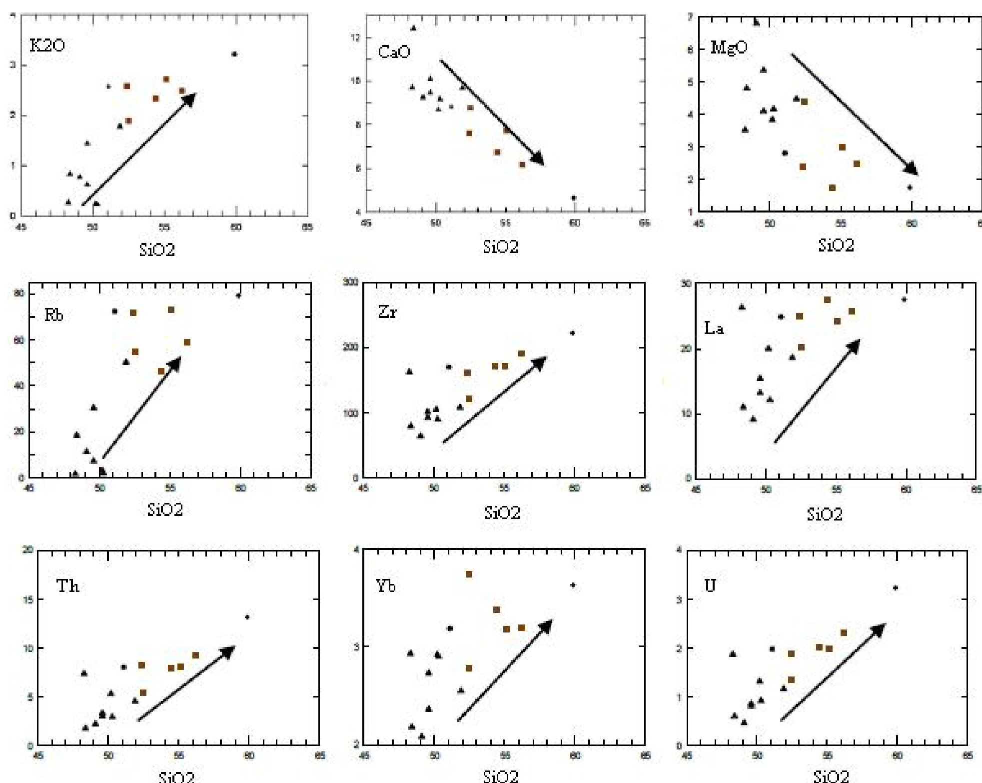
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-04-18]



شکل ۹ الف) SiO_2 و ب) Fe_2O_3 در مقابل L.O.I پ) Na_2O+K_2O در برابر $100Na_2O/(Na_2O+K_2O)$ (علائم طبق جدول۱).

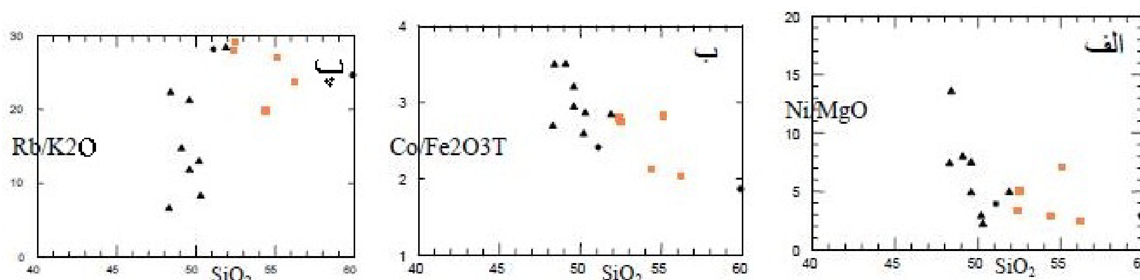


شکل۱۰ موقعیت سنگ‌های آتشفشانی منطقه هزار درتقسیم‌بندی [۱۰] (علائم مشابه جدول۱).

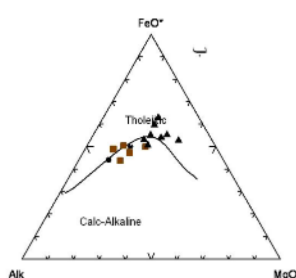


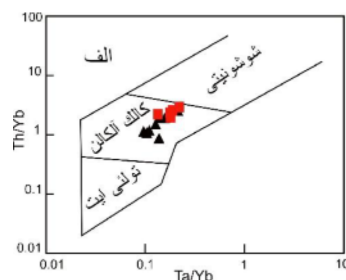
شکل ۱۱ تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی و کمیاب در برابر درصد وزنی SiO_2 گدازه‌های منطقه (علائم مشابه جدول ۱)

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-04-18]

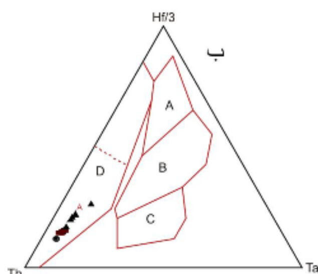


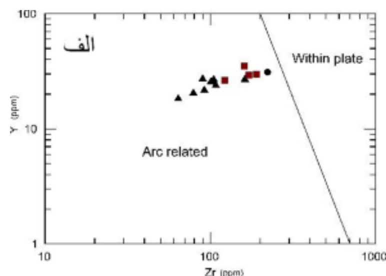
شکل۱۲ الف) نسبت Ni/MgO در مقابل Si_2O ب) نسبت Co/Fe_2O_3 در مقابل Si_2O پ) نسبت Rb/K_2O در مقابل Si_2O.



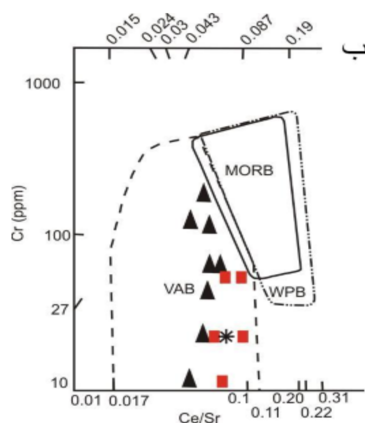


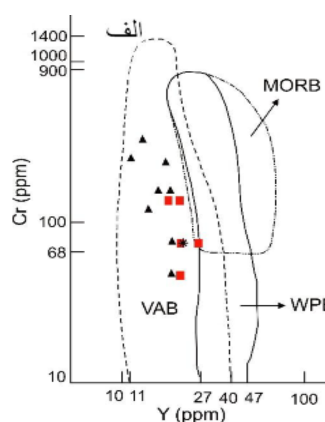
شکل۱۳ الف) تعیین سری ماگمایی براساس نمودار Th/Yb , Ta/Yb و ب) براساس نمودار$Na_2O+K_2O-FeO-MgO$.





شکل۱۴ الف) تعیین موقعیت زمین‌ساختی بر اساس نمودار Y,Zr و ب) با استـفاده از نمـودار Hf/3-Th-Ta .A،MORB[4] نـوع N[5] ؛ MORB،B نوع E[6] و تولئیت‌های درون صفحه‌ای؛ C، بازالت‌های قلیایی داخل صفحه‌ای؛ D، بازالت‌های قوس‌آتش‌فشانی.





شکل۱۵ الف) تعیین موقعیت زمین‌ساختی با استفاده از نمودار Cr-Y گستره‌های MORB، بازالت‌های قـوس آتشفـشانی (VAB[7]) و بازالـت‌هـای درون صفحه‌ای (WPB[8]) و ب) با استفاده از نمودار Cr-Ce/Sr (علائم مشابه جدول۱).

4- Mid-Oceanic Ridge Basalt
5- Normal Type
6- Enriched Type
7- Volcanic Arc Basalt
8- Within Plate Basalt

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-04-18]

نمودار Cr-Ce/Sr [۱۶]، (شکل ۱۵ ب). سنگ‌ها را در گستره‌ی بازالت‌های قوس آتش‌فشانی نشان می‌دهد. در شکل ۱۶ نمونه‌ها نسبت به گوشته‌ی اولیه[۹] [۱۸] و در شکل ۱۷ نسبت به کندریت[۱۰] [۱۹] هنجار شده‌اند. الگوی ارائه شده به طور کلی دارای شیب منفی و حالت‌های میخ مانند است. [۲۰]، معتقد است که سنگ‌های در ارتباط با قوس در مقایسه با سنگ‌های پشته‌های میان اقیانوسی و سنگ‌های دیگر اقیانوسی، بیشتر دارای چنین حالتی هستند.

دلیل ایجاد چنین حالتی را در غنی‌شدگی بیشتر LILE[11]، نسبت به HFSE[12] می‌داند. وی معتقد است که تهی‌شدگی بعضی عناصر مانند Ti, Nb, Ta باعث بیهنجاری منفی درسنگ‌های قوسی می‌شود. در شکل ۱۶ LILE نسبت به HFSE غنی‌شدگی بیشتری دارند وTi, Nb نسبت به عناصر مجاور خود تهی‌شدگی نشان می‌دهند. تیتانیوم در سنگ‌های آذرین اصولاً به‌صورت ایلمنیت حضور دارند و می‌توانند جانشین Al در الیوین و دیوپسید شوند. Nb عنصری ناسازگار است، این عنصر می‌تواند به مقدار کم جانشین Ti در کانی روتیل شود. باقی ماندن چنین فاز دیر گدازی در خاستگاه می‌تواند باعث تهی‌شدگی Nb در ماگماهای وابسته به فرورانش شود. همچنین جذب انتخابی بیشتر Nb در شبکه آمفیبول باقی‌مانده، نسبت به فازهای دیگر گوشته‌ای می‌تواند عاملی برای ایجاد بی‌هنجاری منفی Nb باشد [۲۱]. اضافه شدن ترکیبات شاری فقیر از Nb و غنی از LILE به گوه‌ی گوشته‌ای[۱۳] باعث ایجاد گوشته دگرنهاد می‌شود و چنین الگویی را در ماگماهای در ارتباط با حاشیه‌ی همگرای صفحات داریم [۲۰]. تهی شدگی از Ce می‌تواند به‌دلیل دگرسانی و اکسایش باشد [۲۲]. وجود بی‌هنجاری منفی و نابهنجاری در Ce در سنگ‌های آذرین یا دگرگونی دگرسان نشده، ممکن است نشانگر دخالت مواد با خاستگاه فوق پوسته‌ای و فرورانده شده در خاستگاه باشد [۲۳]. غنی‌شدگی از عناصر Sr, Pb, Cs می‌تواند به دلیل جایگزینی این عناصر با K در کانی‌های پتاسیم‌دار، و Sr جایگزین Ca در کانی‌های کلسیم‌دار می‌شود. Th, U غنی‌شدگی یکسانی دارند که می‌تواند به دلیل جانشینی این عناصر با عنصر K در کانی‌های پتاسیم‌دار باشد.

در شکل ۱۷ نیز تعدادی از عناصر خاکی نادر نسبت به کندریت هنجار شده‌اند. بجز Ti, Ta, Nb تمامی عناصر خاکی نسبت به عناصر مشابه خود درکندریت غنی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی سنگ خاستگاه اولیه نسبت به عناصر سبک و سنگین و نیز جدایش در ماگمای مادر می‌تواند عامل این غنی‌شدگی باشد. حالت خاص دیگر از جابجا شدن عناصر کمیاب، به آب‌زدایی صفحه‌ی اقیانوسی فرورانده وابسته است که می‌توانند باعث ایجاد ماگمای آهکلی- قلیایی شود. [۲۴]، معتقد است که در چنین محیط‌هایی عناصر Sr، K، Rb، Ba، Th، Ce، P و Sm ممکن است به حرکت درآیند.

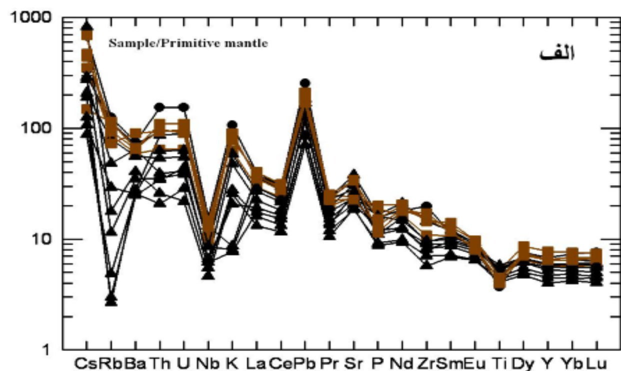
الگوی تغییرات REE[14] در سنگ‌های بازالتی هنجار شده بر اساس کندریت ناکامورا[۱۵] [۲۵] در شکل ۱۸ نشان داده شد. الگوی ترسیم شده برای هر چهار نوع ترکیب سنگی مشابه هستند که نشان از خاستگاه مشترک آن‌ها دارد. در هر چهار گروه، درجات بالایی از غنی‌شدگی LREE[16] نسبت به HREE[17]وجود دارد و عناصر نادر سنگین تهی‌شدگی اندکی دارند که در ارتباط با جدایش بلورهای الیوین از ماگماست. الیوین ضریب نگهداری بالاتری از HREE را نسبت به LREE دارد. وجود فقیرشدگی HREE نسبت به LREE در الگوی هنجار شده این گدازه‌ها را می‌توان در ارتباط با درجات پایین ذوب‌بخشی[۱۸] و برجا ماندن گارنت در باقی‌مانده‌ی ذوب در خاستگاه آن‌ها دانست[۲۶]. زیرا ضرایب جدایش REE در این کانی اختلاف‌های زیادی باهم دارند. بی‌هنجاری منفی Eu در سنگ‌ها می‌تواند نشان از جدایی بلورهای پلاژیوکلاز در این گدازه‌ها و یا پایین بودن گریزندگی اکسیژن[۱۹] باشد [۲۷، ۲۸]. بی‌هنجاری Eu براساس $Eu/Eu^*=Eu_N/\sqrt{(Sm_N)(Gd_N)}$ از تبلور [۲۷] محاسبه شده است (جدول۲) که $Eu/Eu^*<1$ باشد

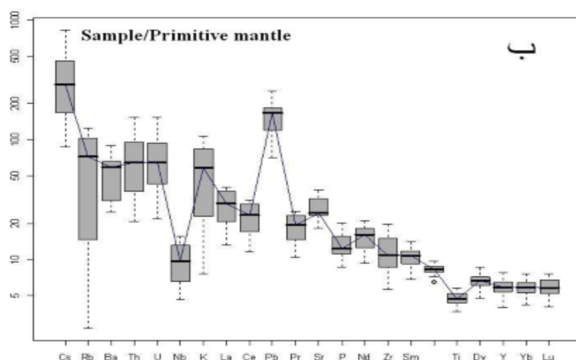
9- Primitive Mantle
10- Chondrit
11- Large Ione Litophile Element
12- High Field Strain Element
13- Mantle wedg

14- Rare Earth Element
15- Nakamora chondrite
16- Light Rare Earth Element
17- Heavy Rare Earth Element
18- Fractional fusion
19- Fugacity Oxygen

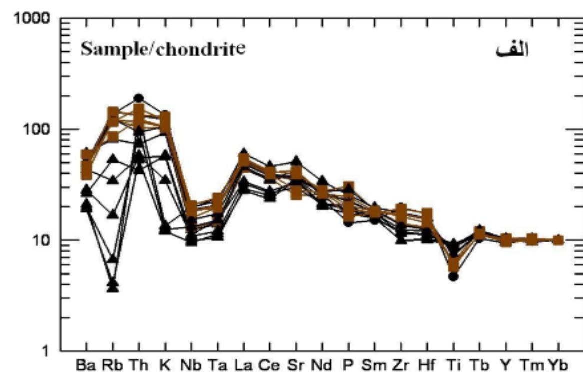
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-04-18]

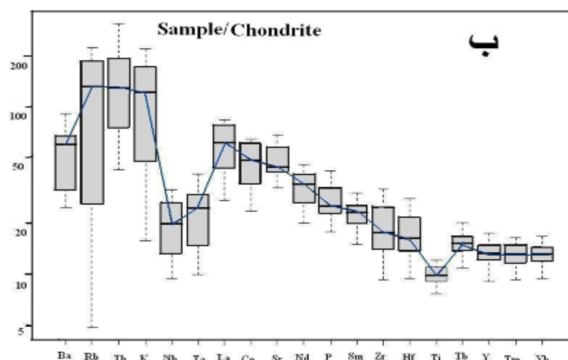
که نشان دهنده‌ی بی‌هنجاری منفی است. همچنین وجود بی‌هنجاری منفی Eu در گدازه‌ها نشان از وجود نقش جدایی پلاژیوکلازها در ایجاد این سنگ‌ها دارد [۲۸]. نسبت $(La/Lu)_N$ در گدازه‌ها از ۲۸ تا ۵۹ تغییر می‌کند (جدول ۲) که گدازه‌های با میزان بالای K_2O دارای نسبت بالاتری از $(La/Lu)_N$ هستند. به نظر می‌رسد همان عواملی که در غنی شدگی پتاسیم نقش داشته‌اند (فرایندهای دگرنهاد کننده‌ی گوشته و درصد ذوب‌بخشی پایین) موجب غنی‌شدگی در La نیز شده‌اند.



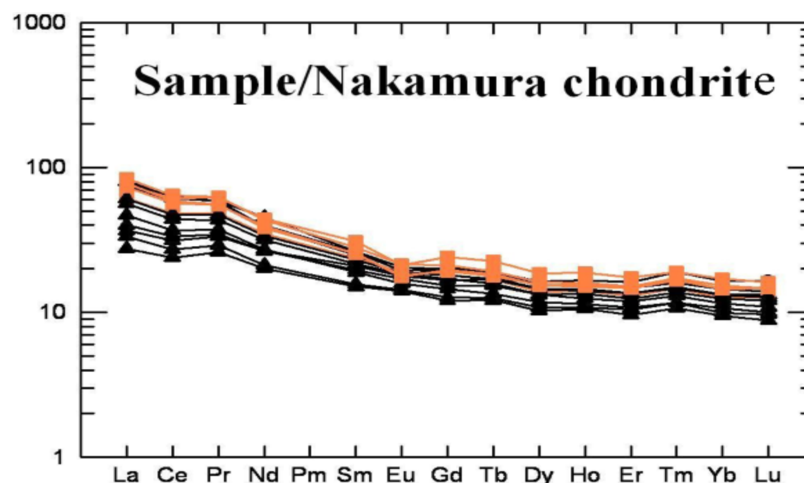


شکل۱۶ الف) نمودار تار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه. ب) نمودار بهنجارشده آن نسبت به گوشته‌ی اولیه.





شکل۱۷ الف) نمودار تار عنکبوتی هنجار شده نسبت به کندریت. ب) نمودار هنجارشده نسبت به کندریت.



شکل۱۸ نمودار بهنجار شده REE گدازه‌های منطقه هزار بر اساس کندریت ناکامورا.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-04-18]

جدول۲ محاسبه‌ی I.S ، بی‌هنجاری Eu، نسبت $(La/Lu)_N$ و محاسبه‌ی شیب بازالت‌ها.

Sample	$(Eu)_N$	$(Sm)_N$	$(Gd)_N$	Eu/Eu^*	$(La)_N$	$(Yb)_N$	$(La/Yb)_N$	$(K_2O)_N$	$(Lu)_N$	$(La/Lu)_N$	I.S
HMR-3-2	۱٫۳۷	۵٫۰۵	۵٫۶۶	۰٫۲۶	۲۷٫۵	۳٫۶۳	۷٫۵۸	۳٫۲۱	۰٫۵۶	۴۹٫۱۱	۱۱٫۳۲
HMR-6-2	۱٫۲۲	۳٫۸۴	۴	۰٫۳۱	۱۵٫۴	۲٫۳۶	۶٫۵۳	۱٫۴۴	۰٫۳۴	۴۵٫۲۹	۲۱٫۸۵
HR-8-1	۱٫۵۷	۵٫۳۲	۵٫۴۶	۰٫۲۹	۲۶٫۳	۲٫۹۳	۸٫۹۸	۰٫۲۶	۰٫۴۵	۵۸٫۴۴	۲۰٫۲۸
HR-11-1	۱٫۰۸	۳٫۰۶	۳٫۳۲	۰٫۳۴	۹٫۱	۲٫۰۸	۴٫۳۷	۰٫۷۷	۰٫۳	۳۰٫۳۳	۳۳٫۵۳
HRM-5-3	۱٫۶۳	۶٫۲۷	۶٫۶۴	۰٫۲۵	۲۵	۳٫۷۴	۶٫۶۸	۲٫۵۷	۰٫۵۵	۴۵٫۴۵	۱۳٫۸۸
HRZ-3-9	۱٫۴۷	۴٫۷۸	۵٫۰۴	۰٫۳	۲۰٫۲	۲٫۷۸	۷٫۲۷	۱٫۸۸	۰٫۴۳	۴۶٫۹۸	۲۲٫۴۰
HRZ-9-9	۱٫۴۲	۴٫۴	۴٫۶۹	۰٫۳۱	۱۸٫۶	۲٫۵۵	۷٫۲۹	۱٫۷۷	۰٫۳۷	۵۰٫۲۷	۲۲٫۸۶
HRZ-10-2	۱٫۱	۳٫۱۸	۳٫۴۹	۰٫۳۳	۱۱	۲٫۱۸	۵٫۰۵	۰٫۸۳	۰٫۳۳	۳۳٫۳۳	۲۶٫۴۳
HRZ-1-2	۱٫۴۹	۵٫۲۹	۵٫۴۹	۰٫۲۸	۲۴٫۹	۳٫۱۹	۷٫۸۱	۲٫۵۷	۰٫۴۷	۵۲٫۹۸	۱۶٫۶۱
HS-2-3	۱٫۴۵	۴٫۷	۴٫۹۶	۰٫۳	۲۰	۲٫۹۲	۶٫۸۵	۰٫۲۴	۰٫۴۳	۴۶٫۵۱	۲۰٫۹۹
HS-3-10	۱٫۳۷	۴٫۲۴	۴٫۶	۰٫۳۱	۱۲٫۱	۲٫۹	۴٫۱۷	۰٫۲۳	۰٫۴۳	۲۸٫۱۴	۲۰٫۹۰
HS-4-4	۱٫۳۱	۴	۴٫۲۳	۰٫۳۲	۱۳٫۲	۲٫۷۳	۴٫۸۴	۰٫۶۲	۰٫۴۱	۳۲٫۱۹	۲۸٫۰۳
HS-5-3	۱٫۳۵	۵٫۱۹	۵٫۴	۰٫۲۵	۲۵٫۷	۳٫۱۹	۸٫۰۶	۲٫۴۹	۰٫۵۱	۵۰٫۳۹	۱۵٫۹۰
HS-5-7	۱٫۳۹	۵٫۱۹	۵٫۲۸	۰٫۲۷	۲۴٫۲	۳٫۱۸	۷٫۶۱	۲٫۷۱	۰٫۵	۴۸٫۴	۱۷٫۷۱
HS-9-3	۱٫۶۴	۵٫۷۲	۵٫۸۶	۰٫۲۸	۲۷٫۶	۳٫۳۸	۸٫۱۷	۲٫۳۳	۰٫۵	۵۵٫۲	۱۰٫۸۳

شیب منفی نمودارها که بر اساس La_N/Yb_N از ۸٫۹۸ - ۴٫۱۷ مشخص می‌شود (جدول ۲) و نیز روند تقریباً موازی و افقی (شکل ۱۸) مبین جدایش گارنت طی ذوب‌بخشی و یا احیاناً جدایش است. غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE و مقادیر بالای $(La/Yb)_N$ نشان می‌دهند که گدازه‌ی به‌وجود آورنده این گدازه‌ها از ذوب‌بخشی گوشته در گستره‌ی پایداری گارنت به عنوان فاز باقی‌مانده از ذوب در خاستگاه است [۲۹]. عنصر La به‌عنوان یک عنصر بسیار ناسازگار، حین ذوب، تحت تأثیر کانی‌شناسی گوشته (گارنت و اسپینل) قرار نمی‌گیرند [۳۰، ۳۱]، تشکیل بازالت‌های با Yb>2ppm را در گستره‌ی پایداری گارنت می‌داند. در بازالت‌های منطقه، میزان Yb بیشتر از ۲ ppm (جدول۲) است. میزان Yb درگدازه‌ها تحت تأثیر کانی‌شناسی موجود در خاستگاه است [۳۲]. همچنین مقادیر پایین نسبت Al_2O_3/TiO_2 به همراه مقادیر بالای Ba و K_2O وابسته به وجود مقادیر بیشتر گارنت در خاستگاه آن‌ها یا عمق بیشتر ذوب باشد[۳۳] .

برداشت

تنوع سنگ‌شناسی منطقه‌ی هزار، شامل سنگ‌های آتشفشانی (گدازه‌ها و نهشته‌های آذرآواری) و سنگ‌های رسوبی است. ماگما حین صعود در بخش هایی از پوسته توقف داشته و در اتاق‌های ماگمایی، تبلور کانی‌های الیوین و کلینوپیروکسن و مخصوصاً پلاژیوکلاز را در پی داشته است. بر اساس بررسی‌های ژئوشیمیایی، گدازه‌ها در گستره‌ی سری آهکی- قلیایی و در موقعیت قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند و نمودارهای هارکر، روند ترکیبی پیوسته را نشان می‌دهند که می‌تواند حاصل تبلور جدایشی کانی‌هایی نظیر الیوین باشد و نیز ماگمای اولیه‌ی سنگ‌های منطقه در مواردی دارای سرشت بازی قلیایی و غیر اشباع و پتاسیم‌دار است. در نمودارهای عنکبوتی گدازه‌های منطقه، بی‌هنجاری‌های منفی Ti, Nb, Ta, HFSE,HREE و بی‌هنجاری‌های مثبت Sr, Cs, LREE به خوبی مشاهده می‌شود و مشابه ویژگی‌های ماگماهای وابسته به مناطق فرورانش[۲۰] بوده است. همچنین گدازه‌ها به حاشیه‌ی فعال قاره‌ای وابسته‌اند

20- Subduction

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-04-18]

و همه‌ی آن‌ها خاستگاه مشترکی دارند. شواهد مختلف نشان می‌دهند که گدازه‌ها بایستی در ارتباط با فرورانش پوسته‌ی اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در زمان ائوسن رخ داده باشند، و محصول جدایش ماگمایی هستند که از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای غنی شده در بالای منطقه‌ی فرورانشی در گستره‌ی پایداری گارنت ایجاد شده‌اند.

مراجع

[1] Forster H., Feselfeldt, K., Kursten M., *"Magmatic and orogenic evolution of the central Iranian volcanic belt"*, 24th. Inter. Geol. Cong. 1972. 198-210p.

[2] Dimitrijevic M.D., *"Geology of Kerman region"*, Geol. Surv. Iran, Yu/52, (1973) 334p.

[۳] آقا نباتی ع.، *"زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور"*، (۱۳۸۵). ۲۴۰ص.

[4] Fisher R.V., *"Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks"*, Geol. Soc. Am. (1961a). Bull 72, 1409-1414p.

[5] Kuritani T., *"Phenocryst crystallization during ascent of alkali basalt magma at Rishiri volcano, northern Japan"*, J.volcano. Geotherm, Res. (1999) 88, 77-97p.

[6] Wilson M., *"Igeneous petrogenesis. Harpercollins Academic,UK"*, (1991) 466p.

[7] Loomis T.P., Welber P.W., *"Crystallization processes in the compositional zoning of plagioclase"*, Contrib. Mineral. Petrol (1982)., 81: 230-239p.

[8] Le Maitre, R.W. et all., *"A classification of ignous rocks and glossary of terms"*, Blackwell . Oxford , (1989) . 193 p.

[9] Hughes C.J., *"Spilites, kratophyres and the igneous spectrum"*,Geol. Mag(1972), 109, 513-527p.

[10] Le Bas M.J. Le Maitre R.W., Streckeisen A., zanttin B., *"A chemical classification of volcanic rocks basd on the total alkali-silica digram"*, J.Petrol. (1986) 27, 745-750.

[11] Kuno H., *"Origin of Cenozoic petrologic provinces of Japon and surrounding areas"*, Bull. Volcano(1959). 20, 37-76p.

[۱۲] مر ف.، شرفی ا.، (ترجمه). *"اصول ژئوشیمی"*، انتشارات دانشگاه شیراز(۱۳۷۳) .۱۶۶ص.

[13] Muller D., Groves D.I., *"Potassic ignous and associated gold-copper mineralization"*, Springer-verlage, (1997) 241p.

[14] Irvine T.N., Baragar W.R.A., *"A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks"*, Can. J. Earth, (1971) Sci,8: 523-548p.

[15] Wood C.A., *"Morphometric evolution of scoria cones"*, J. Volcanol.Geotherm. Res (1980). 7, 387-413p.

[16] Pearce J.A., *"Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorpe (Editor), Andesites. John wiley and sons, Chichester"*, (1982) 525-548p.

[17] Pearce J.A., Gale G.H., *"Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks"*, Geol. Soc. Spec.Publ. (1977), 7, 14-24p.

[18] Sun S.S., McDonough W.F., *"Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.P., Norry, M.J. (eds.), Magmatism in the ocean basins"*, Geol. Soc. London, Spec. Publ. (1989) 42, 313-345p.

[19] Thompson R.N., *"British Tertiary volcanic province"*, Scoot. J. Geol. (1982) 18, 49-107p.

[20] Best M., *"Igeneous and metamorphic petrology"*, Black, (2003) 729p.

[21] Green T.H., *"Anatexis of mafic crust and high pressurecrystallization of andesite"*, 465 – 87 in Thorpe (1982).

[22] Rollinson H., *"Using geochemical data: Evaluation, Presentation, interpretation. Longman"*, (1993) Sngapor , 352p.

[23] Meen J., *"Negative Ce anomalies in Archean amphibolites and laramide granitoids, southwestern Montana, U.S.A. J. chem"*, (1990) Geol 81, 191-207p.

[24] Pearce J.A., *"Role of the sub-continental lithosphere in magma edcvgenesis at active continental margins"*, In: Hawkesworth, C.J.,

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-04-18]

Norry, M.J. (Eds.), "Continental Basalts and Mantle Xenoliths", Shiva. Cheshire, Uk (1983), 230-249p.

[25] Nakarmura N., *"Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites Geochim. Cosmochim"*, (1974), 38 – 757 – 775p.

[26] Wittke J.H., Mack L.E., *"OIB-like mantle source for continental alkalin rock of the Bacones province, Texas: trace elements and isotopic evidence"*, J. Geology.(1993) 101, 333-344p.

[27] Taylor S.R., Mclennan S.M., *"The continental crust, its composition and evolution"*, Blackwell scientific Publication, Oxford. (1985) 312p.

[28] Gill J.B., *"Orogenic and esites and plate tectonic"*, Springer-Verlag, Berlin. (1981) 390p.

[29] Verma S.P., *"Extension-related origin of magmas from a garnet-bearing source in the Los Tuxtlas Volcanic field, Mexico"*, J. Earth Sci. (2006) 95, 788-901p.

[30] Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirwall M.F., Mitchell J.G., *"Petrogenetic evolution of late Cenozoic post-collision vocanism in western Anatolia,Turkey, J. Volcanol. Geotherm"*, Res. (2000),102,67-95p.

[31] Hildreth W., Moorbath S., *"Crustal contribution to arc magmatism in the Andes Central of Chile"*, Contrib. Mineral. Petrol. (1988) 98, 455-498p.

[32] Tielk J., Kastl B., Otgonhuu J., *"Genesis and evolution of Tertiary lavas of the central Hangay mountains, Mongolia"*, Zoth Annual Keck Symposium; (2007).

[33] Green T.H., *"Significance of Nb/Ta as a indicatior of geochemical processes in the crust-mantle system"*, Chem. Geol. (1995) 120, 347-359p.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-04-18]